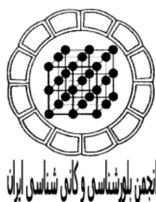
مجله
بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۶۹۷ تا ۷۰۸



زمین‌شیمی بیوتیت و شرایط تشکیل آن در گرانیتوئید هراران

سلیمه دهقانی دشتابی*[۱]، محمد رهگشای[۱]، شهریار محمودی[۲]

۱ -گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
۲ -گروه زمین‌شناسی، دانشگاه خوارزمی، دانشکده علوم زمین، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۱۲/۱۷، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۳/۱۴)

چکیده: بیوتیت اغلب به عنوان یک کانی سنگ‌ساز در گستره وسیعی از سنگ‌های نفوذی فلسی تا حدواسط تشکیل می‌شود و بعلت ساختار بلوری پیچیده ناشی از جانشینی عناصر مختلف می‌تواند شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای مادر را ثبت کند. بیوتیت‌های سنگ-های آذرین بررسی شده در منطقه هراران بر اساس تقسیم‌بندی شیمیایی میکاها در مرز بین قطب فلوگوپیت و انیت قرار می‌گیرند و منیزیم‌دار هستند کـه نشان‌دهنده تشکیل آنها در شرایط با گریزندگی اکسیژن بالاست و با توجه به مقادیر Mg، TiO_2 و FeO، از نوع اولیه به حساب می‌آیند. این بیوتیت‌ها وابسته به سری ماگمایی آهکی قلیایی هستند که در محیط فرورانش تشکیل شده‌اند. بر اساس شیمی بیوتیت‌ها، گریزندگی اکسیژن در ماگمای مادر گرانیتوئیدهای هراران در گستره اکسیدهای آهن قرار دارد که نشان‌دهنده گریزندگی اکسیژن بالا در زمان تشکیل آنهاست. زمین‌دماسنجی بیوتیت‌های منطقه دمای تشکیل آنها را بین ۶۸۰ تا ۷۸۰ درجه سانتیگراد و فشار را کمتر از دوکیلو بار (۱ تا ۲ کیلوبار) بدست می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: *هراران؛ بیوتیت؛ گریزندگی اکسیژن؛ زمین‌دماسنجی.*

مقدمه

بیوتیت یک کانی مافیک آب‌دار رایج در گستره وسیعی از محیط‌های زمین‌شناسی است که بیشتر از سایر میکاها وجود دارد. بیوتیت شاخص سنگ‌های حدواسط آهکی قلیایی بوده و یک کانی متداول در سنگ‌های نفوذی فلسی تا حدواسط گرانیت-گرانیتیت پگماتیتی-گرانودیوریت-تونالیت-دیوریت-نوریت-کوارتزسینیت و نفلین‌سینیت و کوارتزمونزونیت است، اما به علت تجزیه در فشار کم به مقدار کمتر در سنگ‌های آذرین خروجی وجود دارد. [۱]. این کانی در گستره وسیعی از شرایط دما و فشار متبلور می‌شود و نسبت به کمترین تغییرات شرایط فیزیکوشیمیایی چون تغییر دما، فشار، ترکیب ماگما، گریزندگی اکسیژن و هالوژن‌ها واکنش نشان می‌دهد [۲]. البته، مجموعه کانی‌های همزیست، دگرسانی گرمابی و آثار دگرگونی ممکن است ترکیب اولیه بیوتیت را تغییر دهند [۳]. از این رو، پیش از استفاده از بیوتیت در تفاسیر سنگ شناسی (رسم بر نمودارهای سنگ زایی و رده بندی) تشخیص خاستگاه آن (بیوتیت ماگمایی اولیه دست‌نخورده مورد نیاز برای زمین-شناسی از بیوتیت موجود در سنگ‌های دگرگونی) مهم است [۳]. ترکیب بیوتیت آذرین و دگرگونی ممکن است با تفاوت‌هایی در ترکیب سنگ کامل، برهم‌کنش سنگ-سیال گرمابی، هم‌بلور شدن با سایر کانی‌ها (چون گارنت و مسکویت) و ترمودینامیک (P/T) سامانه سنگ همخوانی داشته باشد. افزون بر این، ترکیب بیوتیت سنگ‌های آذرین و دگرگونی کابرد گسترده‌ای در سن‌سنجی [۳] دماسنجی [۴] و رده بندی نوع ماگمای میزبان، برای مثال ترکیب قلیایی، آهکی قلیایی و پرآلومین دارد [۵-۷]. بیوتیت اغلب همراه با مسکوویت و/یا گارنت وجود دارد، با این حال، در سنگ‌های بدون مسکویت و/یا سنگ‌های بدون گارنت نیز یافت می‌شود. زمین دماسنجی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۲۴۵۴۷۲۳، پست الکترونیکی: s.dehghan66@gmail.com

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.697]

بیوتیت نشان می‌دهد که ترکیب بیوتیت در سنگ‌های آذرین و دگرگونی در اثر تبادل شیمیایی با مسکویت [۸] یا گارنت [۹، ۱۰] متغیر است. ارتباط شیمیایی بین بیوتیت و ماگمای میزبان آن نخستین بار بیش از ۵۰ سال پیش بررسی شد [۱۱-۱۳]. پژوهش‌های بعدی نشان داد که بیوتیت‌های متبلور شده از انواع ماگماهای گرانیتی مختلف (قلیایی-آهکی قلیایی و پرآلومین) در نمودارهای $FeO\text{-}MgO\text{-}Al_2O_3$ در گستره‌های مشخص قرار می‌گیرند [۵، ۷، ۱۴] و هم‌چنین ترکیب بیوتیت می‌تواند طبیعت ماگمای میزبان را تغییر دهد. زمین‌شیمی بیوتیت می‌تواند اطلاعات مهمی پیرامون شرایط دما و فشار، ترکیب و شرایط اکسایش-کاهش ماگما و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای مادر به‌ویژه در سنگ‌های آذرین درونی فراهم آورد. در ساختار بلوری بیوتیت، جانشینی‌های گسترده‌ای رخ می‌دهد [۱۵]؛ منیزیم جانشین آهن دوظرفیتی و هم‌چنین آهن سه‌ظرفیتی و آلومینیوم می‌شود و آلومینیوم ممکن است در جایگاه چاروجهی جانشین سیلیسم گردد [۱۵]. جانشینی-های متداول دیگری نیز در بیوتیت وجود دارد، برای مثال سدیم-کلسیم-باریم-روبیدیم و سزیم جانشین پتاسیم، منگنز جانشین آهن دوظرفیتی و لیتیم جانشین آلومینیوم می‌شوند [۱۵]. در منطقه مورد بررسی، پژوهش‌های بسیاری پیرامون توده ماگمایی انجام شده، اما تاکنون شیمی کانی‌های تشکیل-دهنده این توده بررسی نگردیده است. از این رو در این پژوهش، شیمی کانی بیوتیت در گرانیتوئید هراران و شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور این کانی بررسی شده و خاستگاه ماگمای سازنده آن تعیین شده است.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد بررسی بخشی از کمربند ماگمایی ارومیه-دختر بوده که یکی از رخدادهای مهم در تاریخچه ماگمایی ایران است و ۵۰ تا ۸۰ کیلومتر عرض و ۱۷۰۰ کیلومتر طول دارد و با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق (شکل ۱ الف) [۱۶] با کمربند زمین ساختی زاگرس موازی است. این کمربند ماگمایی در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران‌مرکزی شکل گرفته [۱۷] و از مجموعه‌های رسوبی و آتشفشانی حجیم ائوسن، مجموعه‌های نفوذی و نیمه آتشفشانی الیگومیوسن و سنگ‌های آتشفشانی کواترنری تشکیل شده است [۱۸، ۱۹] (شکل ۱ الف). سنگ‌های آذرین این کمربند اغلب ماهیت آهکی قلیایی و ویژگی‌های زمین شیمیایی معمول قوس قاره‌ای را دارند [۱۷، ۱۸، ۲۰، ۲۱]. ارومیه-دختر از پایین به بالا از واحدهای زیر تشکیل شده است: الف) سنگ‌های ماگمایی ائوسن-الیگوسن با ویژگی‌های زمین شیمیایی ویژه قوس‌های قاره‌ای در نظام‌های کششی مربوط به پیش از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی از ۵۵ تا ۳۷ میلیون سال، ب) فعالیت ماگمایی بازالت‌های جزایر اقیانوسی الیگوسن [۲۲]. پ) فعالیت ماگمایی قوسی الیگومیوسن که با شروع برخورد بین اقیانوس نئوتتیس و ایران مرکزی رخ داده است [۲۳] و ت) فعالیت ماگمایی اواخر میوسن-کواترنری که در پاسخ به بسته‌شدن اقیانوس تتیس بوده است. البته گفتنی است که فعالیت ماگمایی میوسن میانی از نظر حجمی نسبت به انواع دیگر بیشتر است [۲۲].

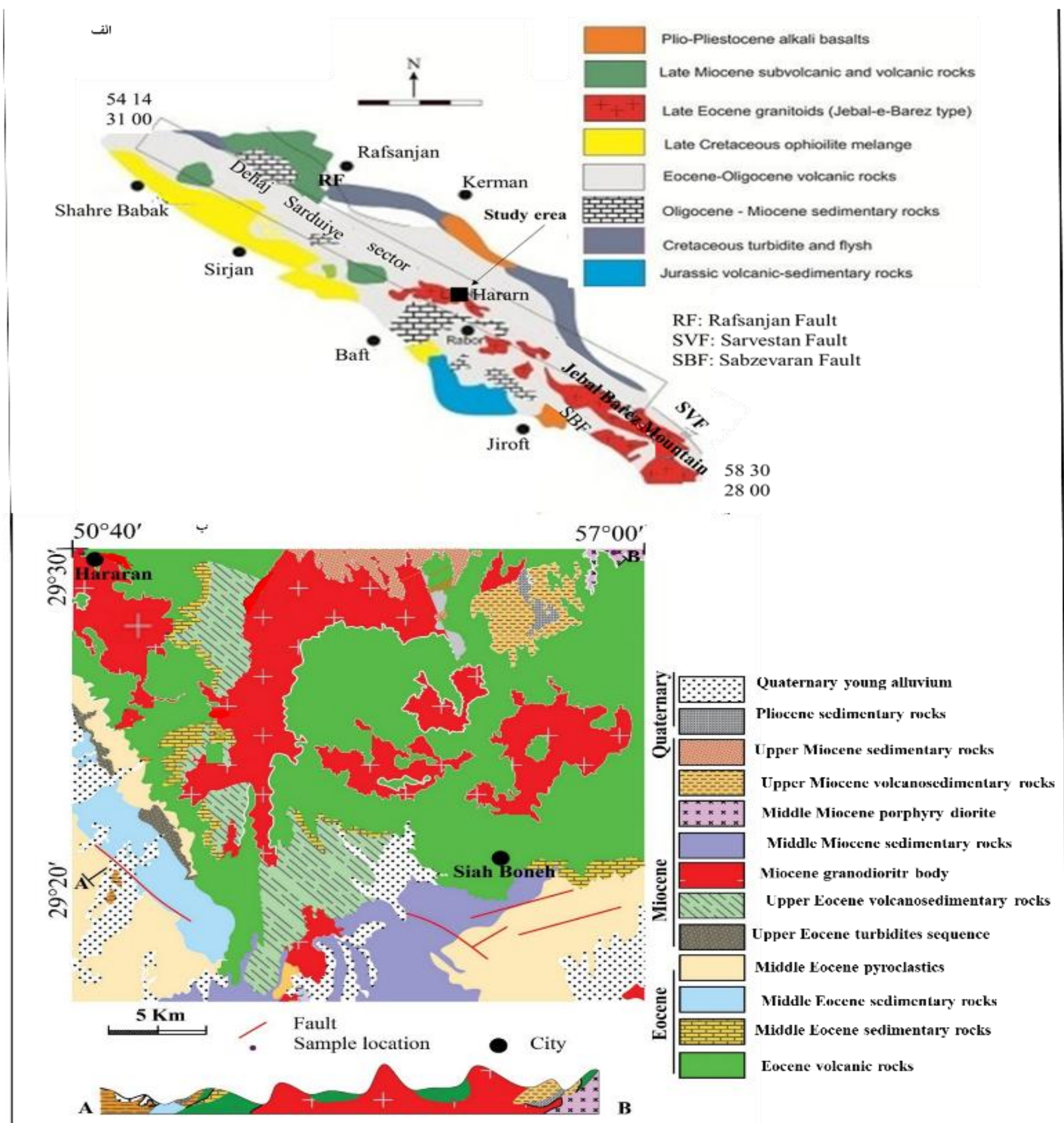
بطور کلی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر به دو بخش جنوبی و مرکزی تقسیم شده است. بخش مرکزی بین شهرهای ساوه و یزد قرار داشته و گستره‌های قم-کاشان-نطنز، اردستان، نائین و نائین-یزد را در بر دارد. این بخش از سنگ‌های رسوبی پروتروزوئیک پسین تا پالئوزوئیک تشکیل شده که با توالی‌های مزوزئیک پوشیده گردیده و خود این واحد با سنگ‌های آتش-فشانی پالئوژن پوشیده شده است [۲۲]. آذرین نفوذی‌های گرانیتی و گابرویی الیگوسن تا میوسن در همه این مجموعه نفوذ کرده‌اند [۲۰].

زمین‌شناسی منطقه

منطقه هراران در ۷۷ کیلومتری شمال‌شرق شهرستان بافت در استان کرمان و بین طول‌های جغرافیایی ۵۶ درجه و ۳۸ دقیقه تا ۵۶ درجه و ۴۵ دقیقه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۲۹ درجه و ۲۳ دقیقه تا ۲۹ درجه و ۳۰ دقیقه شمالی واقع شده است. این گستره از نظر تقسیمات زمین‌شناسی بخشی از جنوب کمربند ماگمایی ارومیه-دختر بوده که یک قوس ماگمائی پس برخوردی است و در راستای زمین‌درز زاگرس قرار دارد [۲۴]. در این منطقه، واحدهای زمین‌شناسی شامل دو سری سنگ‌های آتش‌فشانی و سنگ‌های نفوذی هستند (شکل ۱ب) که بیشترین فعالیت آتش‌فشانی مربوط به ائوسن و منطبق بر روند زمانی فعالیت آتش‌فشانی نوار دهج-ساردوئیه است. رخنمون فعالیت آتش‌فشانی در منطقه به صورت مجموعه‌ای از واحدهای آذرآواری در جنوب روستای هراران بوده که دارای مرز گسلی با واحدهای آندزیتی و آندزیت‌بازالتی و به مقدار کمتر ریولیت هستند. همچنین واحدهای آهک و

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.697]

ماسه‌سنگ نومولیتیک به سن ائوسن پسین وجود دارند. در میوسن میانی، بیشتر توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز-دیوریتی و دیوریت به درون مجموعه آتش‌فشانی آندزیت وپیروکلاستیک‌ها نفوذ کرده‌اند. این توده‌ها همچنین به دورن واحدهای آهکی نفوذ کرده و رخنمون محدودی از اسکارن به‌وجود آورده‌اند. دایک‌های منطقه بیشتر مربوط به پلیوسن با ترکیب دیوریت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری هستند. این دایک‌ها به درون توده نفوذی وسنگ‌های آتش‌فشانی نفوذ کرده وآنها را قطع نموده‌اند که این نشان‌دهنده جوانتر بودن دایک‌هاست [۲۴]. از نظر زمین‌ساختی نیز این منطقه بسیار فعال بوده که نتیجه آن گسل‌خوردگی بسیار شدید است که دراثر عملکرد این گسل‌خوردگی‌ها، دره‌های عمیق به‌وجود آمده‌اند. روند کلی این گسل‌ها شمال‌غرب-جنوب شرق است و بیشتر کنترل‌کننده دگرسانی‌ها وکانی‌سازی منطقه هستند.



شکل ۱ الف: نقشه زمین‌شناسی ارومیه دختر [۱۶] و ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه هراران.

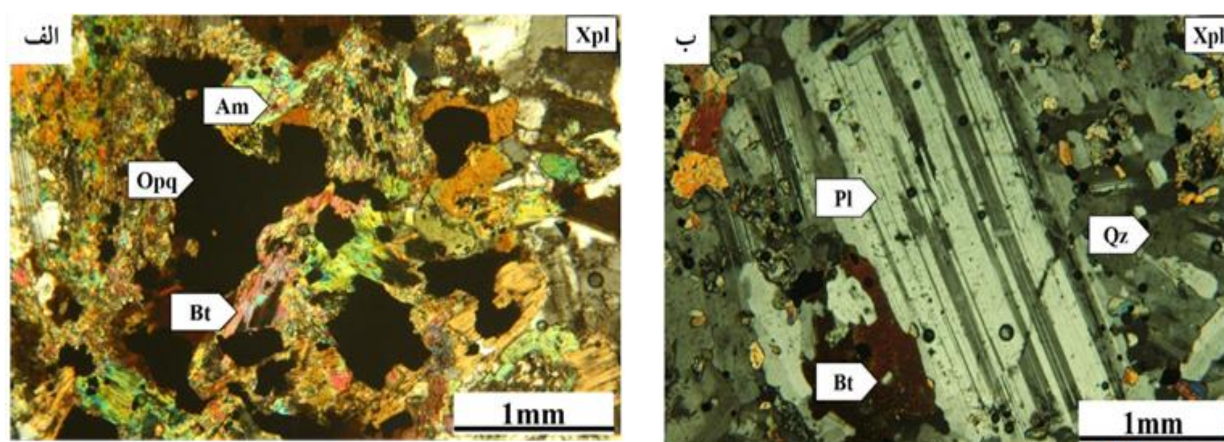
[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.697]

مواد و روش‌ها

پس از نمونه‌برداری صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، نمونه‌های دیوریتی بدون دگرسانی و هوازدگی که گویای بهتری از تکامل ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری هستند انتخاب شدند. آنها برای بررسی دقیق کانی‌شناسی بیوتیت در بخش علوم زمین و محیط زیست دانشگاه پاماگاتای کشور ژاپن با ریزپردازشگر الکترونی خودکار JEOL JXA-8600M با ولتاژ شتاب‌دهنده‌ی ۱۵ کیلوولت و جریان پرتوی 2×10^{-8}A تجزیه شدند. نتایج به دست آمده با نرم‌افزارهای اکسل و Minpet تفسیر گردیدند.

رده‌بندی بیوتیت‌ها

بیوتیت فاز فرومنیزین رایج در سنگ‌های بررسی‌شده منطقه است (شکل ۲). نتایج تجزیه ریزپردازشی این کانی در جدول ۱ آورده شده است [۲۵]. تعداد اتم‌های بیوتیت بر اساس ۱۱ اتم اکسیژن و به روش ۳۵ محاسبه شده است. مقدار XMg و XFe به‌ترتیب با استفاده از روابط Mg/(Fe+Mg) و $(Fe+Al^{VI})/(Fe+Mg+Al^{VI})$ به دست آمدند [۲۶]. ترکیب میکاهای مورد بررسی براساس نمودار Al_{total} نسبت به XFe [۲۷] در گستره ترکیبی بیوتیت قرار دارند (شکل ۳ الف).

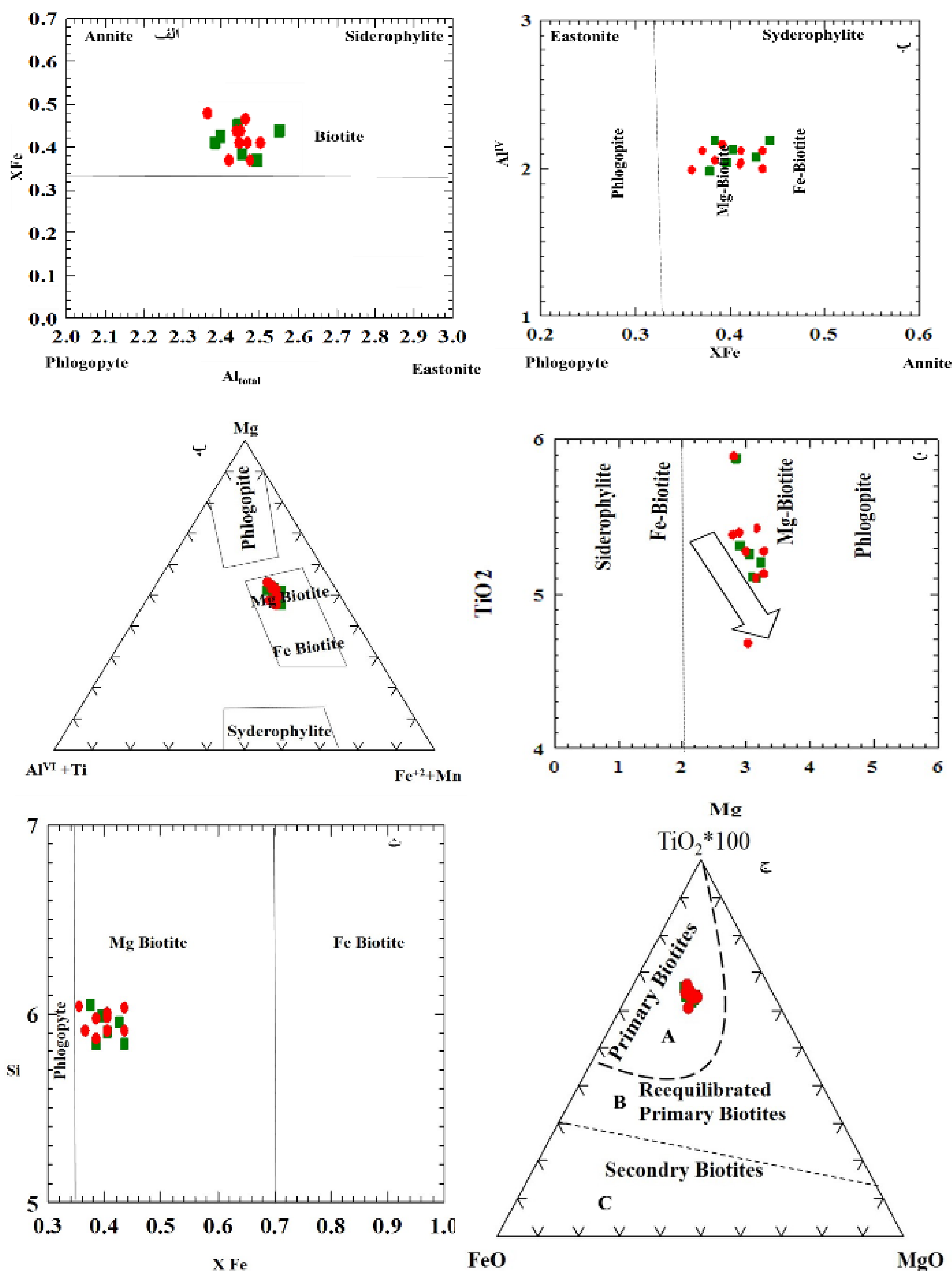


شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی بیوتیت‌های گرانیتوئید هراران.

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی بیوتیت‌های گرانیتوئید هراران و اعضای نهایی به روش مرجع [۲۵].

Sample	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	K_2O	Si	Ti	Al^{IV}	Al^{VI}	Fe^{+2}	Fe^{+3}	Mg	K	Symbol
H242	۳۹٫۸۷	۵٫۲۴	۱۳٫۹۳	۱۶٫۴۱	۱۳٫۸۸	۱۰٫۵۴	۵٫۹۷۸	۰٫۵۹۱	۲٫۰۲۲	۰٫۴۳۸	۱٫۸۶	۰٫۱۵	۳٫۱۰۳	۲٫۰۱۶	■ دیوریت
	۴۰٫۵۵	۵٫۱۰	۱۴٫۲۶	۱۵٫۴۷	۱۴٫۱۳	۱۰٫۳۴	۶٫۰۳۳	۰٫۵۷۱	۱٫۹۶۷	۰٫۵۳۲	۱٫۸۱	۰٫۰۹	۳٫۱۳۴	۱٫۹۶۳	
	۳۸٫۹۰	۵٫۱۹	۱۴٫۶۹	۱۶٫۴۱	۱۴٫۶۲	۱۰٫۱۶	۵٫۸۲۶	۰٫۵۸۵	۲٫۱۷۴	۰٫۴۱۷	۲٫۳۹	۰٫۰۰	۳٫۲۶۴	۱٫۹۴۱	
	۳۹٫۵۰	۵٫۳۰	۱۴٫۱۷	۱۷٫۷۳	۱۳٫۱۹	۱۰٫۰۸	۵٫۹۴۰	۰٫۵۹۹	۲٫۰۶۰	۰٫۴۴۹	۲٫۴۷	۰٫۰۰	۲٫۹۵۷	۱٫۹۳۴	
	۳۸٫۴۴	۵٫۸۶	۱۴٫۲۵	۱۸٫۲۵	۱۲٫۷۸	۱۰٫۳۸	۵٫۸۲۳	۰٫۶۶۸	۲٫۱۷۷	۰٫۳۶۵	۲٫۶۵	۰٫۰۰	۲٫۸۸۶	۲٫۰۰۶	
	۳۹٫۰۹	۵٫۰۹	۱۳٫۸۱	۱۷٫۴۱	۱۴٫۳۴	۱۰٫۲۳	۵٫۸۸۷	۰٫۵۷۷	۲٫۱۱۳	۰٫۳۳۶	۲٫۴۱	۰٫۱۰	۳٫۲۲۰	۱٫۹۶۵	
H270	۳۹٫۰۷	۵٫۲۶	۱۴٫۱۹	۱۷	۱۳٫۴۵	۱۰٫۹۵	۵٫۸۹۶	۰٫۵۹۷	۲٫۱۰۴	۰٫۴۱۸	۱٫۸۸	۰٫۲۰	۳٫۰۲۶	۲٫۱۰۸	● گرانودیوریت
	۴۰٫۰۴	۵٫۳۸	۱۴٫۴۸	۱۶٫۴۵	۱۳٫۱۲	۱۰٫۳۹	۵٫۹۹۱	۰٫۶۰۵	۲٫۰۰۹	۰٫۵۴۲	۱٫۵۹	۰٫۱۷	۲٫۹۲۶	۱٫۹۸۳	
	۳۹٫۸۸	۵٫۰۹	۱۴٫۲۰	۱۶٫۱۳	۱۴٫۳۸	۱۰٫۲۰	۵٫۹۵۸	۰٫۵۷۲	۲٫۰۴۲	۰٫۴۵۶	۱٫۶۴	۰٫۱۹	۳٫۲۰۳	۱٫۹۴۴	
	۴۰٫۵۷	۵٫۱۲	۱۳٫۹۱	۱۵٫۱۳	۱۴٫۹۸	۱۰٫۱۵	۶٫۰۲۴	۰٫۵۷۲	۱٫۹۷۶	۰٫۴۵۶	۱٫۵۰	۰٫۱۹	۳٫۳۱۶	۱٫۹۲۳	
	۳۹٫۴۵	۵٫۲۶	۱۴٫۳۰	۱۵٫۸۱	۱۴٫۹۱	۱۰٫۰۴	۵٫۸۹۴	۰٫۵۹۱	۲٫۱۰۶	۰٫۴۱۰	۱٫۵۸	۰٫۱۷	۳٫۳۲۱	۱٫۹۱۴	
	۳۹٫۱۰	۵٫۸۸	۱۴٫۲۳	۱۷٫۵۳	۱۲٫۷۰	۱۰٫۴۳	۵٫۸۹۹	۰٫۶۶۷	۲٫۱۰۱	۰٫۴۲۷	۱٫۹۹	۰٫۱۵	۲٫۸۵۶	۲٫۰۰۷	
	۴۰٫۱۳	۵٫۳۷	۱۴٫۰۴	۱۷٫۵۳	۱۳٫۶۳	۱۰٫۹۳	۶٫۰۱۶	۰٫۶۰۶	۱٫۹۸۴	۰٫۴۹۵	۱٫۹۰	۰٫۲۱	۲٫۸۳۸	۱٫۹۹۵	
	۳۹٫۶۷	۴٫۶۷	۱۴٫۱۲	۱۷٫۲۹	۱۳٫۷۰	۱۰٫۳۵	۵٫۹۷۱	۰٫۵۲۹	۲٫۰۲۹	۰٫۴۷۴	۱٫۸۲	۰٫۲۵	۳٫۰۷۴	۱٫۹۸۷	
	۳۸٫۹۴	۵٫۴۱	۱۴٫۱۶	۱۶٫۶۷	۱۴٫۳۶	۱۰٫۴۳	۵٫۸۵۱	۰٫۶۱۲	۲٫۱۴۹	۰٫۳۵۷	۱٫۷۵	۰٫۱۸	۳٫۲۱۷	۱٫۹۹۹	

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.697]



شکل ۳ الف تا ت رده‌بندی و ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها به ترتیب براساس نمودارهای XFe نسبت به Al_{total} [۲۷]، Al^{IV} نسبت به XFe [۲]، نمودارسه‌تایی$Mg-(Fe^{+2}+Mn)-(Al^{VI}+Ti)$ [۲۸]؛ نمودار TiO_2 نسبت به Mg [۲۹] و ث) نمودار Si نسبت به XFe [۳۰] ج) تعیین خاستگاه ماگما بر پایه مقدار TiO_2-Feo و MgO بیوتیت‌ها [۷].

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.697]

همچنین در نمودار رده‌بندی میکاها [۲] بر اساس مقدار Al^{IV} نسبت به XFe، بیوتیت‌های تجزیه شده گرانیتوئید هراران از نوع منیزیم‌دار هستند (شکل ۳ ب). افزون بر این، بر پایه رده‌بندی با نمودارسه‌تایی $Mg-(Fe^{+2})-(Al^{VI}+Ti)$ [۲۸]، بیوتیت‌ها به سه گروه سیدروفیلیت بیوتیت آهن و منیزیم‌دار و فلوگوپیت تقسیم می‌شوند که بر این اساس نیز بیوتیت‌های تجزیه شده منطقه هراران منیزیم‌دار هستند (شکل ۳ پ). در این نمودار نمونه‌ها در گستره‌ی یکسانی انباشته شده‌اند که این امر می‌تواند نشان‌دهنده‌ی جدایش همه‌ی آنها از یک ماگمای مشابه باشد [۳۱]. بیوتیت‌های منطقه به رنگ قهوه‌ای هستند (شکل ۲) که تأیید کننده‌ی منیزیم‌دار بودن آنهاست.

براساس نمودارهای TiO_2 نسبت به Mg [۲۹] و Si نسبت به XFe [۳۰] نیز بیوتیت‌های تجزیه‌شده ترکیب منیزیمی دارند (شکل‌های ۳ ت و ث). چنان که در نمودار دیده می‌شود، Ti و Mg نسبت به هم روند منفی دارند (شکل ۳ ت). قرار گرفتن بیوتیت‌ها در گستره بیوتیت‌های منیزیم‌دار بیانگر تبلور اولیه اکسیدهای آهن در قالب مگنتیت و تیتانیم به صورت تیتانیت است. حضور این مجموعه کانی یعنی بیوتیت منیزیم-دار، مگنتیت و تیتانیت گویای گریزندگی اکسیژن به نسبت بالا در ماگماست [۳۲].

تعیین خاستگاه ماگما براساس شیمی بیوتیت

چنان که بیان شد، ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها برای ارزیابی شرایط تشکیل ماگمای مادر به‌کار می‌رود. از پیش شرط‌های لازم برای استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت به منظور تعیین شرایط ماگمایی، ماگمایی و اولیه بودن بیوتیت‌هاست. گزارش شده است که گذر از بیوتیت اولیه به بیوتیت ثانویه با غنی-شدگی آهن سه‌ظرفیتی و آلومینیوم و تهی-شدگی سیلیس و تیتان مشخص می‌شود [۱۵]. از نمودار مثلثی $MgO-FeO-TiO_2$ می‌توان برای تفکیک بیوتیت‌های ماگمایی اولیه (گستره A) از بیوتیت‌هایی که بواسطه یک سیال گرمابی کمابیش به تعادل دوباره رسیده‌اند (گستره B) و یا به احتمال بسیار نوتشکیل هستند، استفاده کرد [۷]. استفاده از این نمودار یک ضرورت اساسی برای گونه شناسی گرانیتوئیدها براساس شیمی بیوتیت‌ها بوده و تجزیه ریزپردازشی بیوتیت روشی آسان و سریع برای این امر است. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های توده هراران بر این اساس اولیه و ماگمایی (شکل ۳ج) است.

جانشینی عناصر اصلی در بیوتیت‌ها

آهن دوظرفیتی در بیوتیت‌ها در گریزندگی اکسیژن پایین پایدار است و جانشینی منیزیم به جای آهن در بیوتیت را تسهیل می‌کند. آهن سه‌ظرفیتی در گریزندگی اکسیژن بیشتر پایدارتر است بنابراین، این پایداری جانشینی آهن دوظرفیتی را در ساختار بیوتیت تسهیل می‌کند [۳۰]. در بیوتیت، سیلیس و آلومینیوم با تیتان و آهن دوظرفیتی با سیلیس جانشین می-شوند. دیمک [۳۳] به جانشینی سیلیس با تیتان در جایگاه‌های چاروجهی بیوتیت اشاره کرد. در بیشتر انواع میکاها، آلومینیوم با نسبت ۱ به ۳ جانشین سیلیس می‌شود [۱]. در بسیاری از موارد، مقدار آهن دوظرفیتی بیوتیت با افزایش ترکیب فلسیک و کاهش مقدار منیزیم، افزایش می‌یابد

نمودار XMg نسبت به Ti [۱] نشان می‌دهد که XMg در این نمونه‌ها زیاد و بیش از ۰٫۵۵ است و با افزایش مقدار Ti، کاهش می‌یابد (شکل ۴ الف). نمودار XFe نسبت به Ti [۱] نشان می‌دهد که مقدار XFe کمتر از ۰٫۵ است و بر خلاف XMg، با افزایش Ti، افزایش می‌یابد (شکل ۴ ب).

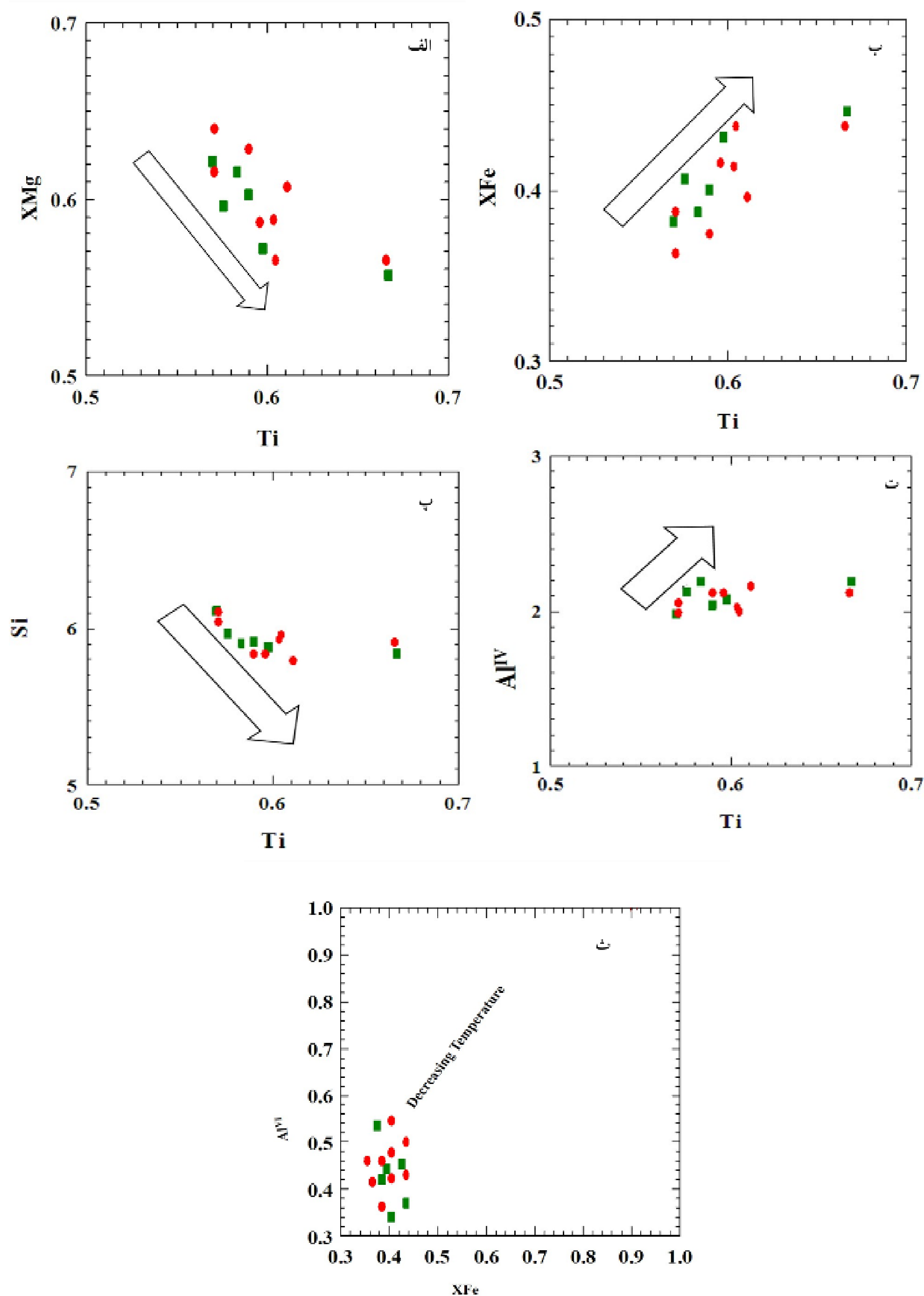
براساس نمودار Si نسبت به Ti [۱]، در بیشتر بیوتیت‌های بررسی شده مقدار Si با افزایش Ti کاهش می‌یابد (شکل ۴ پ). نمودار Al^{IV} نسبت به Ti [۱] مقدار بالای Al^{IV} را نشان می‌دهد که در بیشتر نمونه‌ها، ارتباط تقریبا مثبت با Ti دارد (شکل ۴ ت). براساس نمودار XFe نسبت به Al^{VI}، انطباق بین این دو متغیر وجود ندارد (شکل ۴ ث). بر اساس بررسی‌های آزمایشگاهی سطح اشباع شدگی از آلومینیوم در این نمودار، با افزایش دما، کاهش می‌یابد [۱].

تعیین ماهیت ماگما و محیط زمین ساختی براساس شیمی بیوتیت

زمین‌شیمی بیوتیت به طور گسترده برای رده بندی محیط زمین‌ساختی و سری‌های ماگمایی به‌کار می‌رود. بر پایه عناصر اصلی آهن، منیزیم و آلومینیوم، نمودارهای سه‌گانه و دوگانه مختلفی برای تفکیک نوع ماگما و جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدها پیشنهاد شده‌اند [۲۹]. در این رده‌بندی، فراوانی عناصری چون Fe و Mg به دلیل اثر آنها بـر رفتار اکسیدهایی چون MgO FeO و Al_2O_3 بسیار مهم است [۵]. بر این

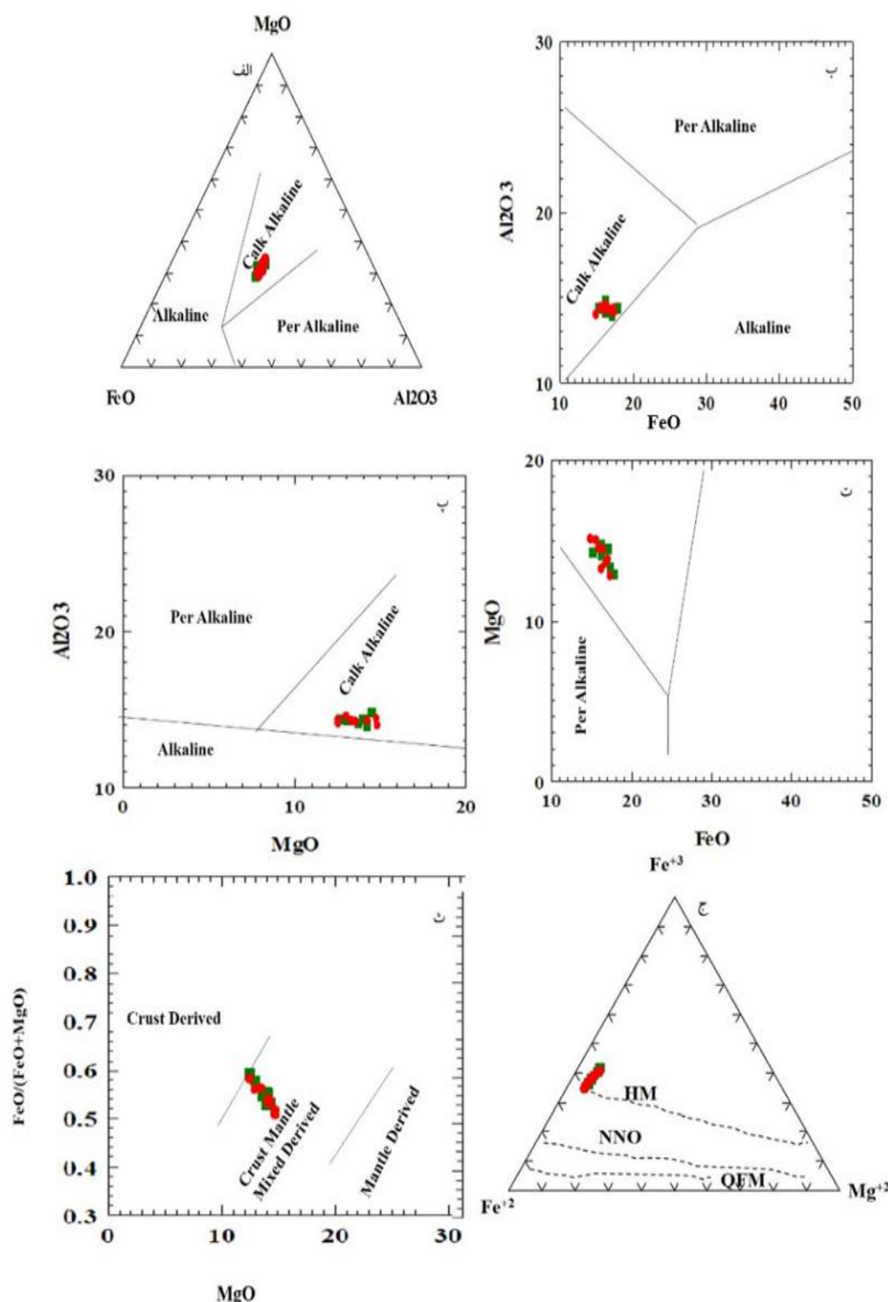
[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.697]

اساس، بیوتیت در گرانیتوئیدهای قلیایی، شاخص محیط‌های کششی غیرکوهزایی از نوع سیلیسی غنی از آهن (نزدیک آنیت) است. در مجموعه‌های پرآلومین، شاخص ذوب پوسته قاره‌ای کوهزایی برخوردی از نوع سیدروفیلیت بوده و در سنگ-های گرانیتوئیدی آهکی قلیایی، شاخص جایگاه‌های کوهزایی وابسته به فرورانش کرانه قاره‌ای، غنی از منیزیم است.



شکل۴ ارتباط عناصر اصلی بیوتیت‌ها در الف) نمودار XMg نسبت به Ti [۱]، ب) نمودار XFe نسبت به Ti [۱]، پ) نمودار Si نسبت به Ti[۱]، ت) نمودار Al^{IV} نسبت به Ti [۱] و ث) نمودار XFe نسبت به Al^{VI} [۱]

با استفاده از نمودار سه تایی $FeO-MgO-Al_2O_3$ و نمودارهای دوتایی Al_2O_3 نسبت به FeO ، Al_2O_3 نسبت به MgO و MgO نسبت به FeO، سه مجموعه ماگمایی شامل آهکی قلیایی-قلیایی و پرآلومین تشخیص داده می‌شوند [۲۹] که براساس هر سه نمودار، بیوتیت‌های منطقه از مجموعه آهکی قلیایی (شکل‌های ۵ الف تا ت) و بنابراین وابسته به محیط فرورانش هستند. از سویی در مجموعه بررسی‌شده، همراهی بیوتیت با آمفیبول، پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر که مشخصه سنگ‌های آهکی قلیایی مربوط به پهنه فرورانش است، دیده می‌شود. به باور عبدالرحمان [۲۹]، ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها نشانگر ماهیت ماگمایی است که از آن متبلور شده‌اند.



شکل ۵ تشخیص سری ماگمایی بیوتیت‌ها [۲۹] بر اساس الف) نمودار $MgO-FeO-Al_2O_3$، ب) نمودار Al_2O_3 نسبت به Feo، پ) نمودار Al_2O_3 نسبت به MgO، ت) نمودار MgO نسبت به FeO. ث) تشخیص خاستگاه بیوتیت‌های منطقه بر اساس نمودار FeO/(FeO+MgO) نسبت به MgO [۲۹] و ج) نمودار سه‌تایی Fe^{+2} -Fe^{+3} - Mg^{+} [۳۴] که نشان می‌دهد که بیوتیت‌های منطقه در گستره بافر HM قرار دارند و بنابراین گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آنها بالاست.

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.697]

نمودار FeO/(FeO + MgO) نسبت به MgO بیوتیت‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های بررسی شده منطقه از آمیختگی پوسته و گوشته شکل گرفته‌اند (شکل ۵ ث). از این رو، شاید بتوان گفت که ماگما از گوشته شکل گرفته و سپس دچار آغشتگی پوسته‌ای شده و این آغشتگی نقشی مهم در تشکیل سنگ‌های گرانیتوئید آهکی قلیایی داشته است.

برآورد گریزندگی اکسیژن ماگما براساس شیمی بیوتیت

گریزندگی اکسیژن از عوامل موثر در تعیین ترکیب شیمیایی کانی بیوتیت است. اثر این عامل در عملکرد متقابل با دما و فشار ماگماست. تغییر گریزندگی اکسیژن در ماگما با واکنش-های اکسایش-کاهش که به اصطلاح واکنش‌های بافر نامیده می‌شوند کنترل می‌شود [۳۵]. [۳۶] از نظر میزان اکسایش و کاهش، ماگما به دو قطب اکسیدي و احیایی تقسیم کرد. به باور وي، ماگماهاي اکسیدي در ترکیب کانی‌شناسي خود هماتیت و مگنتیت داشته و انواع احیایي ایلمنیت دارند. او از این رو این کانی‌ها را براي بررسي محیط ماگمایي و تشخیص خاستگاه آذرین و یا رسوبي ماگماي مادر سنگ‌هاي گرانیتوئیدي به کار برد. ونز [۳۷] براي رفع این خطا از بیوتیت استفاده کرد. او با این فرض جز Mg و Fe، عنصر دیگري بر تعادل بیوتیت در خط اتصال محلول جامد (بیوتیت-فلوگوپیت) موثر نیست، گریزندگی اکسیژن را یک متغیر به شدت وابسته به تشکیل و در نتیجه ترکیب بیوتیت برآورد کرد. در روندهاي اکسایشی و کاهشی، بیوتیت به صورت افزاینده‌اي با کاهش دما (با پیشرفت تبلور به ترتیب) از منیزیوم و آهن غني می‌شود. غنی‌بودن بیوتیت‌ها از آهن یا منیزیم بستگی به گریزندگی اکسیژن طی سرد شدن مذاب دارد [۳۷]. در شرایط اکسایشی، بیوتیت غنی از منیزیم است و در نتیجه مگنتیت فراوانی حضور دارد. این در حالی است که اگر تبلور در شرایط احیاء و با گریزندگی اکسیژن پایین صورت گیرد، بیوتیت غنی از آهن تشکیل می‌شود و مگنتیت کمیاب است [۳۸]. بیوتیت-های منطقه مورد بررسی دارای XMg بالا هستند که نشان-دهنده تشکیل آنها در شرایط گریزندگی اکسیژن بالاست. مقدار Fe^{+2}، Fe^{+3} و Mg^{+2} بیوتیت که با مگنتیت و فلدسپار پتاسیم همراه است می‌تواند برای برآورد گریزندگی اکسیژن استفاده شوند [۳۳]. نمودار سه‌تایی Fe^{+2} - Fe^{+3} - Mg^{+2} [۳۴] نشان می‌دهد که گریزندگی اکسیژن بیوتیت‌های تجزیه شده در گستره ترکیبی بافر HM قرار دارد (شکل ۵ ج) که بیانگر گریزندگی اکسیژن بالا در محیط تشکیل آنهاست. از سویی، گریزندگی اکسیژن بالا خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌ها را به قوس ماگمایی فرورانش (مکان‌های کوهزایی آهکی-قلیایی) وابسته می‌کند.

دما فشارسنجی بیوتیت‌ها

کانی بیوتیت از میزبان‌های مهم Ti در سنگ‌های آذرین به شمار می‌رود. دمای ماگما به شدت جانشینی تیتانیوم در بیوتیت را کنترل می‌کند [۳۴]. بنابراین مقدار تیتانیوم این کانی می‌تواند به عنوان یک زمین‌دماسنج استفاده شود. دما بیشترین اثر را بر مقدار بیوتیت‌ها داشته و افزایش فشار اثر متضادی دارد، به طوری که مقدار Ti جایگزین شده با افزایش فشار کاهش می‌یابد. رابطه این دماسنج به صورت زیر ارائه شده است [۳۴].

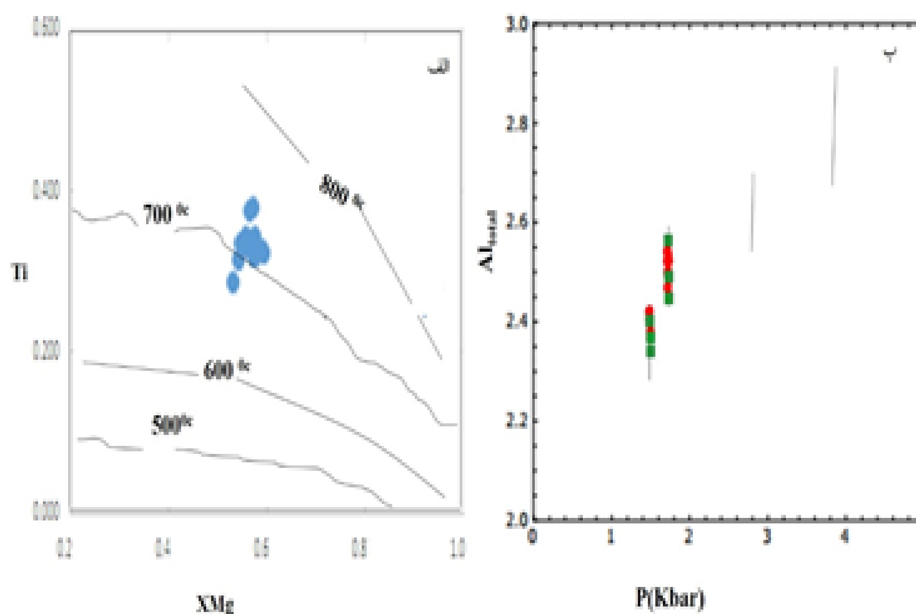
$$T\ (°C) = [(Ln\ (Ti(+2.3594+1.7283(XMg)3)/(4.6482*10^{-9}]$$

بر این اساس، دمای تشکیل بیوتیت‌های سنگ‌های آذرین منطقه هراران بین ۶۹۰ تا ۷۸۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمد. همچنین بر اساس نمودار تجربی Ti نسبت به Mg/(Fe+Mg) (شکل ۶ الف)، دمای تبلور بیوتیت‌های تجزیه‌شده هراران ۶۸۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد است. مقدار آلومینیوم کل بیوتیت نیز می‌تواند فشار محیط تشکیل را مشخص کند [۳۹]. برای محاسبه فشار در این روش از رابطه $P(kb)=3.03*Al(total)-6.53(\pm0.33)$ استفاده شد که بر این اساس فشار تشکیل بیوتیت‌های منطقه ۱ تا ۲ کیلوبار به دست آمد. بر پایه نمودار مقدار آلومینیوم کل نسبت به فشار [۴۰] نیز، این کانی‌ها در فشار کمتر از ۲ کیلوبار متبلور شده‌اند (شکل ۶ ب).

برداشت

بر اساس پژوهش انجام شده، بیوتیت‌های گرانیتوئید هراران از نوع بیوتیت اولیه و منیزیم‌دار هستند. این بیوتیت‌ها ماهیت ماگمایی آهکی قلیایی وابسته به فرورانش را نشان می‌دهند و در گریزندگی اکسیژن بالا متبلور شده‌اند که در گستره اکسیدهای آهن قرار می‌گیرند. زمین‌دما سنجی شیمی کانی بیوتیت تشکیل آنها را در دمای ۶۸۰ تا ۷۸۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱ تا ۲ کیلوبار نشان داد. عدد منیزیم این بیوتیت‌ها بالا و بیش از ۰/۵۵، اما عدد آهن آنها کمتر از این مقدار است.

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.697]



شکل۶ الف) نمودار دماسنجی تجربی Ti نسبت به Mg/(Fe + Mg) [۳۸] و ب: نمودار برآورد فشار بیوتیت‌ها بر اساس مقدار آلومینیوم کل [۴۰]

قدردانی

بر خود لازم می دانم که از زحمات جناب آقاب دکتر محمودی در مطالعات صحرایی و همچنین از پروفسور ناکاشیما به علت انجام آنالیزهای ریز پردازشی سپاسگزاری نمایم. از پدر و مادر عزیز و همسر مهربانم به خاطر ایجاد محیط امن تشکر می‌کنم.

مراجع

[1] Taghavi A., Maanijou M., Lentz D.R., Sepahi-Gerow A.A., Maruoka T., Fujisaki W., Suzuki K., ‘Biotite compositions and geochemistry of porphyry-related systems from the central Urumieh Dokhtar Magmatic Belt, western Yazd, Iran: Insights into mineralization potential’, Lithos, 2022, 412, pp. 106593

[2] Speer J.A., *‘9. Micas in igneous rocks’*, ‘Micas’ (De Gruyter, 2018), pp. 299-356

[3] Dubosq R., Schneider D.A., Camacho A., Lawley C.J., ‘Geochemical and geochronological discrimination of biotite types at the Detour Lake gold deposit, Canada’, Minerals, 2019, 9, (10), pp. 596

[4] Henry D., Guidotti C., ‘Tourmaline in the staurolite grade metapelites of NW Maine: a petrogenetic indicator mineral’, American Mineralogist, 1985, 70, pp. 1-15.

[5] Abdel-Rahman A.-F.M., *‘Discussion on the comment on nature of biotites in alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas’,* Journal of Petrology, 1996, 37, (5), pp. 1031-1035

[6] Bell E.A., Boehnke P., Harrison T.M., *‘Applications of biotite inclusion composition to zircon provenance determination’,* Earth and Planetary Science Letters, 2017, 473, pp. 237-246

[7] Nachit H., Ibhi A., Ohoud M.B., *‘Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites’*, Comptes Rendus Geoscience, 2005, 337, (16), pp. 1415-1420

[8] Hoisch T.D., *‘A muscovite-biotite geothermometer’,* American Mineralogist, 1989, 74, (5-6), pp. 565-572

[9] Holdaway M., ‘Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer’, American mineralogist, 2000, 85, (7-8), pp. 881-892

[10] Wu C.-M., Cheng B.-H., *‘Valid garnet–biotite (GB) geothermometry and garnet–aluminum silicate–plagioclase–quartz (GASP) geobarometry in metapelitic rocks’,* Lithos, 2006, 89,(1-2) ,(pp. 1-23

[11] Rimšaite J., *‘On micas from magmatic and metamorphic rocks’,* Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, 1964, 10, (2), pp. 152-183

[12] Gorbatschev R., *‘Biotites in granites, biotites in gneisses, and the status of biotite as a*

high‐potassium I-type granite plutonism in the East Anatolian plateau (the Taşlıçay intrusion)', Lithos, 2019, 348, pp. 105210

[24] Chekani Moghadam M., Tahmasbi Z., Ahmadi-khalaji A., *'Petrogenesis of adakitic and calc-alkaline granitoids in Rabor-Lalehzar region, SE of Kerman: Constraints from geochemical and Sr-Nd isotopes results',* Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 2018, 27, (108), pp. 13-26

[25] Li X., Zhang C., Behrens H., Holtz F., *'Calculating biotite formula from electron microprobe analysis data using a machine learning method based on principal components regression',* Lithos, 2020, 356, pp. 105371

[26] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *'Rock-forming minerals: disilicates and ring silicates, volume 1B'*, in Editor (Ed.)^(Eds.): 'Book Rock-forming minerals: disilicates and ring silicates, volume 1B', (Geological Society of London, 1997, edn.), pp.

[27] Deer W.A., *'Rock-forming minerals'*, in Editor (Ed.)^(Eds.): 'Book Rock-forming minerals', (Geological Society of London, 2011, edn.), pp.

[28] Foster M.D., *'Interpretation of the composition of trioctahedral micas',* US Geol. Surv. Prof. Pap., B, 1960, 354, pp. 1-49

[29] Abdel-Rahman A.F.M., 'Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas', Journal of petrology, 1994, 35, (2), pp. 525-541

[30] Tischendorf G., Förster H.J., Gottesmann B., *'Minor-and trace-element composition of trioctahedral micas: a review',* Mineralogical Magazine, 2001, 65, (2), pp. 249-276

[31] De Pieri R., Jobstraibizer P., *'Crystal chemistry of biotites from dioritic to granodioritic rock-types of Adamello Massif (Northern Italy)'*, Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abhandlungen, 1983, 148, (1), pp. 58-82

[32] Afshooni S., Mirnejad H., Esmaeily D., Haroni H.A., '*Mineral chemistry of hydrothermal biotite from the Kahang porphyry copper deposit (NE Isfahan), Central Province of Iran',* Ore Geology Reviews, 2013, 54, pp. 214-232

[33] Dymek R.F., *'Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland',* American mineralogist, 1983, 68, (9-10), pp. 880-899

one-mineral environment indicator', Bull. Geol. Soc. Finland, 1970, 42, pp. 23-32

[13] Lovering T.G., *'Distribution of minor elements in biotite samples from felsic intrusive rocks as a tool for correlation'*, (US Government Printing Office, 1972. 1972)

[14] Stussi J., Cuney M., *'Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman: a comment',* Journal of Petrology, 1996, 37, (5), pp. 1025-1029

[15] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *' An Introduction to the Rock-Forming Minerals (3rd Edition)'*, (2013, Berforts Information Press, Stevenage, Hertforshire, UK edn. 2013)

[16] Dimitrijevic M., Dimitrijevic M., Djordjevic M., Djokovic I., *'Geological Survey of Iran, 1: 100,000 Series: Sheet 7250',* in Editor (Ed.)^(Eds.): 'Book Geological Survey of Iran, 1: 100,000 Series: Sheet 7250' (Anar, 1971, edn.), pp.

[17] Berberian M., *'The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust'*, Canadian journal of earth sciences, 1983, 20, (2), pp. 163-183

[18] Verdel C., Wernicke B.P., Hassanzadeh J., Guest B., *'A Paleogene extensional arc flare‐up in Iran',* Tectonics, 2011, 30, (3)

[19] Chiu H.Y., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., Khatib M.M., Iizuka Y., *'Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny',* Lithos, 2013, 162, pp. 70-87

[20] Berberian M., King G., *'Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Reply'*, Canadian Journal of Earth Sciences, 1981, 18, (11), pp. 1764-1766

[21] Babazadeh S., Ghorbani M.R., Cottle J.M., Bröcker M., *'Multistage tectono‐magmatic evolution of the central Urumieh–Dokhtar magmatic arc, south Ardestan, Iran: Insights from zircon geochronology and geochemistry',* Geological Journal, 2019, 54, (4), pp. 2447-2471

[22] Sepidbar F., Ao S., Palin R.M., Li Q.-L., Zhang Z., *'Origin, age and petrogenesis of barren (low-grade) granitoids from the Bezenjan-Bardsir magmatic complex, southeast of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt, Iran',* Ore Geology Reviews, 2019, 104, pp. 132-147

[23] Topuz G., Candan O., Zack T., Chen F., Li, Q.-L., *'Origin and significance of Early Miocene*

[34] Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A., *‘The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms’,* American Mineralogist, 2005, 90, (2-3), pp. 316-328

[35] Wones D.R., *‘Significance of the assemblage titanite+ magnetite+ quartz in granitic rocks’*, American Mineralogist, 1989, 74, (7-8), pp. 744-749

[36] Ishihara S., *‘The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks*", Mining geology, 1977, 27, (145), pp. 293-305

[37] Wones D.R., *‘Stability of biotite: a reply’*,, American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials, 1972, 57, (1-2), pp. 316-317

[38] Castro A., Stephens W.E., *‘Amphibole-rich polycrystalline clots in calc-alkaline granitic rocks and their enclaves’,* The Canadian Mineralogist, 1992, 30, (4), pp. 1093-1112

[39] Uchida E., Endo S., Makino M., *‘Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits’,* Resource Geology, 2007, 57, (1), pp. 47-56

[40] Mutch E., Blundy J., Tattitch B., Cooper F., Brooker R., *‘An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer’,* Contributions to Mineralogy and Petrology, 2016, 171, (10), pp. 1-27.

[DOI: 10.61186/ijcm.31.4.697]